

# Die tiefe Oberkreide (Cenoman-Turon) von Regau im östlichen Wendelstein-Gebiet (Bayerische Alpen)

VON HANS WOLFF, München<sup>1)</sup>

Mit 1 Übersichtskarte

## Zusammenfassung

Es werden die Untersuchungsergebnisse über die Cenoman- und Turon-Ablagerungen von Regau im östlichen Wendelstein-Gebiet (Nordrand der Kalkalpinen Innenzone) mitgeteilt. Während OSSWALD (1928, 1951) das Vorkommen als ein Fenster ansprach, über welches Hauptdolomit überschoben wurde, wies es sich nun als auf diesem transgredierend und tektonisch als südlich einfallende Mulde aus. Die Einstufung der neu ausgeschiedenen turonen Pelite stützt sich auf Funde von Globotruncanen des *linneiana*-Typ. Präcenomane tektonische Bewegungen verliefen in weitgespannten Verbiegungen, denen sich kurzweilige Falten überlagerten; die Bewegungen waren von geringerer Intensität als die post-unterturonen.

## Summary

This note presents additional knowledge on Cenomanian to Turonian sediments of the eastern Wendelstein area (Northern Alps). The outstanding outcrop proved to be a syncline, not a „window“ framed by Hauptdolomit (OSSWALD 1928, 1951). Pre-Upper Cretaceous tectonic movements were restricted to regional gentle flexures, and, superimposed, short-range folds.

## Inhalt

I. Einleitung . . . . .	310
II. Das Cenoman und Turon im Regauer Gebiet . . . . .	310
1. Bisherige Untersuchungen . . . . .	310
2. Problemstellung . . . . .	312
3. Nördliche Grobklastika . . . . .	313
4. Zentrale Mergelzone . . . . .	313
5. Südliche Grobklastika . . . . .	317
6. Verbandsverhältnisse mit den Rahmengesteinen . . . . .	318
III. Überblick . . . . .	319
1. Lithologie und Alter . . . . .	319
2. Paläogeographie und Tektonik . . . . .	320
Schriftenverzeichnis . . . . .	321

<sup>1)</sup> Dipl.-Geol. H. WOLFF, Institut für Paläontologie und historische Geologie der Universität, 8 München 2, Richard-Wagner-Straße 10/II.

## I. Einleitung

Im Regauer Gebiet (östliches Wendelsteingebiet, bayerische Alpen) ziehen die Sedimente der tiefen Oberkreide (Cenoman-Turon) in einem zusammenhängenden ca. 6 km langen und 0,5—1 km breiten Streifen von Ost nach West nördlich des Großen Mühlberges und des Klammalm-Gebietes von der Sattelalm über Regau (Förchenbach) zum Einbach oberhalb Fischbach/Inn (Topograph. Karte von Bayern, 1 : 25 000, Blatt 83 38). Auf der geologischen Karte von Bayern, Blatt Schliersee (Bayer. Geolog. Landesamt 1953) ist der Streifen innerhalb des Hochbajuvarikums etwa in der Mitte zwischen Großem Muldenzug und Synklinorium als „Cenoman“ eingezeichnet (Hochbajuvaricum = Kalkalpine Innenzone = „Lechtaldecke“).

Das Vorkommen hatte von OSSWALD (1928) eine eigenartige Deutung erfahren, welche zwar die tektonische Grundkonzeption von HABER (1934, Bau und Entstehung der bayerischen Alpen) entscheidend beeinflusste, bei jüngeren, z. T. auch mikrofaunistisch gestützten Untersuchungen (KOCKEL, RICHTER & STEINMANN 1931, CUSTODIS & SCHMIDT-THOMÉ 1939, ZEIL 1955, ZACHER 1965) aber den Befunden mit ähnlichen Ablagerungen nicht entsprach. Andere Autoren (vergl. Kap. II, 1) widersprachen OSSWALD, ohne beweiskräftige Unterlagen aufzuweisen. So war eine Überprüfung im Wendelstein-Gebiet durchzuführen, zumal in den Nördlichen Kalkalpen die Orogenese mit ersten Faltungen in der Kreide einsetzte und dies für paläogeographische und tektonische Aussagen eine wichtige Rolle spielt.

Nördlich des Regauer Vorkommens liegen cenomane Sedimente (Brekzien, Psammite, Pelite) auf Dogger und Malm in der Riesenkopf-Mulde (Großer Muldenzug), spärlich kristalline Gerölle enthaltend (OSSWALD 1928, ZEIL 1955). Im Süden finden sich cenomane Ablagerungen auf Malm bis Neokom in der Fahrnberg-Mulde (Synklinorium) (vergl. HASEMANN 1929). Gemäß ihren Bearbeitern enthalten diese Vorkommen keine ungeklärten Fragen.

An dieser Stelle möchte ich Herrn Prof. Dr. R. DEHM noch einmal für seine Anregungen während der Durchführung der Arbeiten verbindlichst danken. Ferner danke ich Herrn Dipl.-Geol. H. RISCH (München), der mich bei der Bestimmung der Mikrofauna unterstützte, und Herrn Konservator Dr. D. HERM für fachliche Besprechungen.

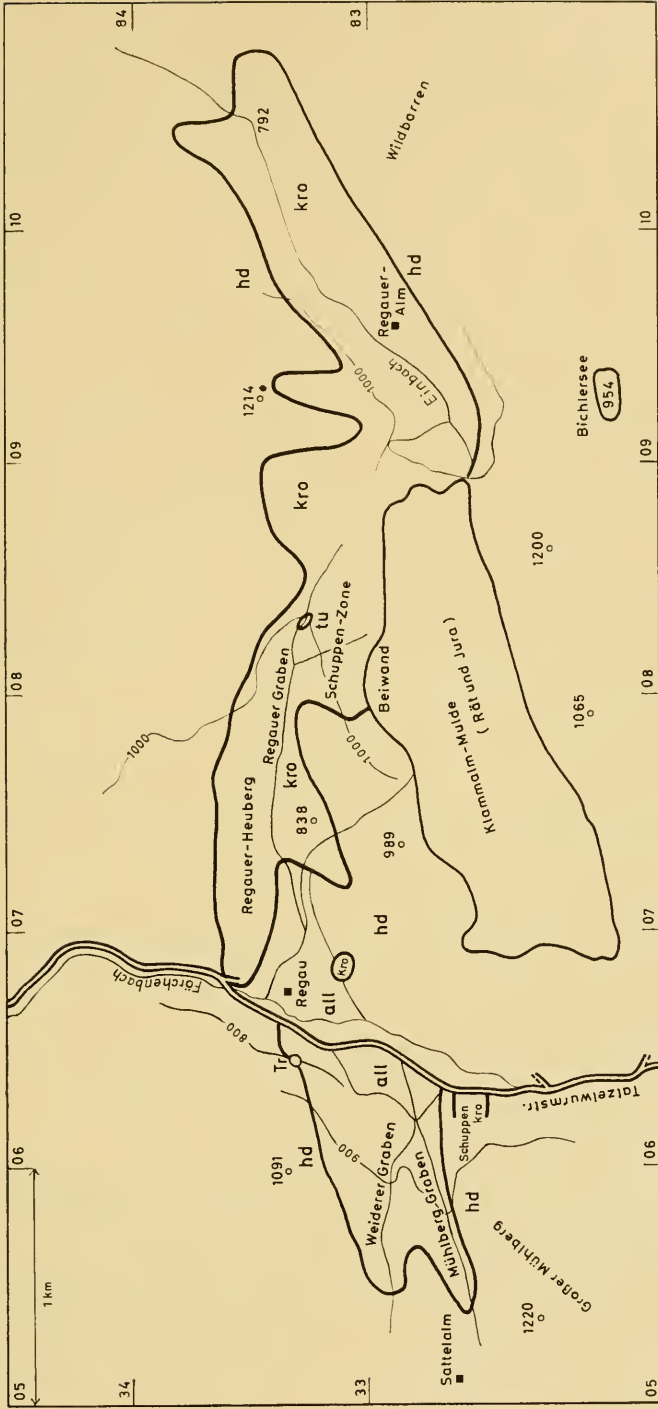
## II. Das Cenoman und Turon im Regauer Gebiet

### I. Bisherige Untersuchungen

Bereits GÜMBEL (1861, S. 553) beobachtete „Brekzien von Hornsteinkalk und Dolomit“ sowie Mergel mit zahlreichen organischen Resten und schied diese Gesteine in einer Skizze als „Oberkreide-Schichten mit Orbitoliten“ aus.

FRAAS (1890) hingegen wies auf seiner geolog. Karte des Wendelstein-Gebietes auf keinerlei Kreideablagerungen hin und vermerkte an deren Stelle Hauptdolomit, Muschelkalk und „Alpenlias“.

# Übersichtskarte der Regauer Oberkreide im östlichen Wendelsteingebiet



hd = Hauptdolomit   kra = Oberkreide   tu = Turan   all = Alluvium   Tr = Transgressionsfläche

OSSWALD (1928) sah die tieferen Grobklastika und die Mergel der als „Mittelkreide“ bezeichneten Ablagerungen als ein innerhalb der „Schuppe VI“ liegendes Fenster der „Schuppe IV“ an, welches an vertikalen Brüchen horstartig herausgehoben wurde. Die sogenannten „höheren“ Grobklastika wurden der „Schuppe VI“ zugeordnet. Die „höheren“ Grobklastika sind nach OSSWALD Produkte tektonischer Vorgänge interturoner Zeit und sollen als gewaltige Schuttmengen von nach Nord vorrückenden Schuppen in schmale Meeresstreifen eingebracht worden sein.

RICHTER (1937, S. 113), HERBST (1938, S. 49—53) und GANSS (1951, S. 209) nahmen eine Transgression des Cenomans auf die umliegenden Rahmengesteine an, hatten jedoch keine Beweise dafür. HERBST schrieb ohne nähere Angaben (S. 53), daß am Nordrand des Kreide-Streifens eine normale Transgression des Cenomans auf Hauptdolomit und Plattenkalk festzustellen sei — auf Abb. 22, S. 51 zeichnete er auch eine solche im Gipfelbereich des Regauer Heuberges (860 m) ein. Es erwies sich jedoch, daß der ganze Berg aus cenomanen Grobklastika besteht. Außerdem folgte HERBST (S. 49—52, Abb. 21 u. 23) ein theoretisches Profil für cenomane Zeit mit einer vorcenomanen größeren ostwest streichenden Grabenbildung aus unregelmäßig miteinander verschuppten Gesteinen von Hauptdolomit, Oberrät, Lias, Dogger, Malm und Cenoman. Durch die präcenomane Verwerfung seien die jüngeren Gesteine in der abgesunkenen Scholle erhalten geblieben und bei späteren Bewegungen wieder an die Oberfläche gebracht und verschuppt worden. Zunächst sei dazu lediglich bemerkt, daß Malm- und sichere Dogger-Schuppen nicht gefunden wurden.

Die stratigraphischen Untersuchungen ZEILS (1955) ergaben keinen Hinweis auf Turon. Sicher wurde nur Cenoman erkannt. ZEIL nahm an, daß die größeren Trias- und Jura-Schollen innerhalb der Oberkreide durch Erosion freigelegte Aufragungen des Untergrundes seien.

## 2. Problemstellung

1. Ist eine Transgressionsfläche aufzufinden und wie ist die Unterlage der transgredierenden Sedimente beschaffen, oder ist der Kreide-Streifen allseits von Störungen begrenzt?
2. Können die Gesteine nach stratigraphischen oder lithologischen Gesichtspunkten gegliedert werden?
3. Welche Anhaltspunkte sprechen für oder wider eine Einstufung der südlichen Grobklastika in das Turon?
4. Sind die im Südteil innerhalb des Kreidestreifens vorhandenen Hauptdolomit-, Rät- und Juraschollen erosiv herauspräparierte Aufragungen des Untergrundes oder tektonischer Natur?
5. Können tektonische Bewegungen, die vor und nach der Ablagerung der tiefen Oberkreide abliefen, dem Ausmaß und der Art nach charakterisiert werden?

### 3. Nördliche Grobklastika

Nördlich der Weiderer-Alm konnte an zwei Stellen die unmittelbare transgressive Auflagerung der tiefen Oberkreide auf Hauptdolomit gefunden werden<sup>2)</sup>. Das Tiefste der Transgressions-Sedimente sind grobe Brekzien und Konglomerate von 10 m Mächtigkeit mit über 2 m großen Hauptdolomit- und Plattenkalk-Blöcken. Über den Psephiten folgt eine Serie von Feinbrekzien, Psammiten, Konglomeraten mit 1—2 cm großen Dolomitgeröllen sowie Psammiten mit rosinenartig eingelagerten polierten kieseligen Geröllen (Geröllpsammit). In Schliften der Feinbrekzien und Psammiten sind bereits 15—20 m über der Transgressionsfläche Orbitolinen zu beobachten. Die ganze Gesteinsfolge wird etwa 60—80 m mächtig.

Nördlich des Mühlberg-Grabens wird die Serie der Grobbrekzien, Feinbrekzien und Psammiten bis zu 120 m mächtig.

Am Regauer Heuberg (nördlich der Regau) werden die Grobklastika 75 bis 100 m mächtig. Eine Transgressionsfläche ist hier nicht aufgeschlossen. Zutiefst liegen Grobbrekzien aus Hauptdolomit- und Plattenkalk-Komponenten, die mit den Transgressionsbrekzien westlich der Regau zu parallelisieren sind. Weiter folgen in mannigfadem, im einzelnen nicht parallelisierbaren Wechsel und rasch auskeilend größere Brekzien (meist aus Hauptdolomit und 2—3 m mächtig), Feinbrekzien und Psammiten, die 3—4 mal so mächtig werden. Gelegentlich sind auch monomikte Konglomerate aus Hauptdolomit und in den oberen Partien zunehmend Mergel eingeschaltet, ebenso Grobbrekzien mit reichlich Rät- und Juraanteilen. Dabei war nicht zu entscheiden, ob die Einschaltung der letzteren sedimentären oder tektonischen Ursprungs ist. Orbitolinen sind fast in allen Schliften der Klastika zu sehen.

#### Dünnschliff-Beschreibungen:

**Feinbrekzie** mit 0,2—1 mm großen Komponenten aus Kalk und Dolomit, meist kantengerundet. Bindemittel Calcit. Untergeordnet detritischer Quarz. Vereinzelt Orbitolinen.

**Kalkpsammit** mit mergeligem, weichem Bindemittel. Komponenten 0,2 mm groß. 5% resedimentäre Bestandteile (1—2 mm). Reichlich Orbitolinen, Muschelschill, Echinodermenreste, einzelne Radiolarien und Foraminiferen, Kohleschmitzen, Reste von Einzelkorallen. Teilweise reichlich Quarz-Detritus.

**Dolomit—Psammit**, „nicht brausend“, Komponenten 0,1—0,2 mm groß, keine Orbitolinen.

**Psammitischer Kalk**, 0,05—0,1 mm große, längliche, gerundete Komponenten. Bindemittel calcitisch. Einzelne Orbitolinen.

### 4. Zentrale Mergelzone

Im Hangenden der nördlichen Basisklastika folgen in konkordanter Lagerung graugrüne, teilweise psammitische Mergel größerer Mächtigkeit (bis zu 150 m). Die Schichtung der Mergel ist meist undeutlich. Vereinzelt sind dünne Bänke von Kalkpsammiten eingelagert. Wo erkennbar, fallen die Gesteine südwärts ein, im Norden mäßig steil bis steil, im Süden stets steil.

<sup>2)</sup> s. auch Profiltafel in WOLFF (1968 b).

M a k r o f a u n a :

Die Mergel enthalten stellenweise reichlich Orbitolinen und sind dann treffend als „Orbitolinen-Mergel“ zu bezeichnen. Zahlreich sind Lamellibranchiaten, selten schlecht erhaltene Ammoniten und Gastropoden. Die Faunen wurden im Mühlberg-Graben (830 m, 950 m), im Weiderer Graben (850 m), im kleinen Graben nördlich der Beiwand (950 m), im Wirtsalp-Graben = Regauer Graben (990 m, östlich Regau), und im Einbachtal (in der Gegend von Punkt 792) geborgen. Die Plätze im Mühlberg-, Weiderer- und Regauer Graben wurden neu aufgefunden. Armmäßig sind die Lamellibranchiaten recht gleichmäßig in den Mergeln verteilt, an Zahl jedoch verschieden stark angereichert. Neu aufgefunden wurden:

Foraminifera	„ <i>Orbitolina concava</i> LAMARCK“
Anthozoa	<i>Dimorphastrea</i> cf. <i>fungiformis</i> REUSS <i>Phyllocoenia corollaris</i> REUSS
Vermes	„ <i>Serpula</i> “ <i>rotula</i> GOLDFUSS „ <i>Serpula</i> “ cf. <i>gordialis</i> SCHLOTHEIM Wurmhöhrenauffüllungen (1 cm)
Lamellibranchiata	<i>Pecten</i> sp. <i>Pecten acuminatus</i> GEINITZ <i>Syncyclonema orbiculare</i> (SOWERBY) <i>Neithea aequicostata</i> LAMARCK <i>Neithea alpina</i> D'ORBIGNY <i>Neithea quadricostata</i> SOWERBY <i>Atrypa nilssoni</i> (HAGENOW) <i>Ostrea</i> div. sp. <i>Exogyra conica</i> SOWERBY <i>Arca carinata</i> SOWERBY <i>Arca securis</i> D'ORBIGNY <i>Cucullaea mailleana</i> D'ORBIGNY <i>Astarte</i> sp. <i>Cyprina consobryna</i> D'ORBIGNY <i>Protocardia hillana</i> SOWERBY <i>Venus rhotomagensis</i> D'ORBIGNY <i>Venus subdecussata</i> RÖMER <i>Tellina</i> sp. <i>Leguminaria</i> sp. <i>Panopaea gurgitis</i> (BROGNIART)
Gastropoda	<i>Natica</i> sp. <i>Turritella</i> sp. <i>Cerithium</i> sp. <i>Rostellaria</i> sp.
Cephalopoda	ein Vertreter der Acanthoceratidae
Plantae	<i>Puzosia</i> cf. <i>planulata</i> (SOWERBY) unbestimmbare Holz- und Blattreste

Unter den Lamellibranchiaten gelten *Neithea aequicostata* und *Neithea quadricostata* als Cenoman-Leitfossilien. Andere, z. B. *Syncyclonema orbiculare*, *Protocardia hillana*, *Exogyra conica*, *Panopaea gurgitis* sind bereits vor dem Cenoman vorhanden. *Syncyclonema orbiculare* reicht auch noch bis in das Turon.

## Mikrofauna:

Die Mikrofauna der meisten Proben aus dem westlichen Teil (Weiderer- und Mühlberg-Graben) ist recht einheitlich und besteht aus

*Ammodiscus* sp.  
*Tritaxia pyramidata* REUSS  
*Marssonella* sp.  
*Dorothia gradata* (BERTHELIN)  
*Dorothia* sp.  
*Pleurostomella* sp.  
*Lenticulina* div. sp.  
*Nodosaria* sp.  
*Dentalina* sp.  
*Fronicularia* sp.  
*Gyroidina* sp.  
*Praeglobotruncana stephani* (GANDOLFI)  
*Praeglobotruncana stephani turbinata* (REICHEL)  
*Rotalipora appenninica* (RENZ)  
Radiolaria  
Ostracoda div. sp.,

womit hier nur Hinweise auf Cenoman allgemein vorhanden sind.

ZEIL suchte Turon-Mergel im Bereich der südlichen, nach OSSWALD „höheren turonischen“ Brekzien an den Orten (0774/835) und (0818/833). In zwei Proben fand er

*Rotalipora appenninica* (RENZ)  
*Rotalipora montsalvensis* MORNOD  
*Rotalipora reicheli* MORNOD  
*Praeglobotruncana stephani* (GANDOLFI)

und stellte die Sedimente ins Ober-Cenoman.

In den nach OSSWALD „höchsten“ Mergeln dicht am Fuße der südlichen Brekzien (082/832, kleiner Graben NE Beiwand, Höhe 990 m) fand ich in den Proben (1966/XXIII/93) und (1966/XXIII/81)

*Rotalipora appenninica* (RENZ)  
*Rotalipora cushmani* (MORROW)  
*Praeglobotruncana stephani* (GANDOLFI),

womit Hinweise auf höheres Cenoman gegeben sind.

Neue Ergebnisse erbrachten die Aufschlüsse östlich des Forsthauses Regau. Stratigraphisch und morphologisch hoch liegende Teile sind hier im Wirtsalpgraben<sup>3)</sup> (990 m) im Zentrum der Mergelzone noch nicht abgetragen. Die einige m mächtigen, steil nach Süden einfallenden Mergel sind grau, schwärzlich und gelbbraun; dazu kommt eine 20 cm mächtige, ziegelrote, besonders sandarme Schicht. Lamelibranchiaten sind als unspezifische Kreideformen enthalten. Orbitolinen wurden nicht gefunden. An Kleinforaminiferen enthalten die roten Mergel — Proben (1966/XXIII/82), (1966/XXIII/83) — eine individuenarme, kleinwüchsige Fauna mit

<sup>3)</sup> = Regauer Graben

*Ammodiscus* sp.  
*Glomospira* sp.  
*Praeglobotruncana stephani* (GANDOLFI)  
*Praeglobotruncana stephani turbinata* (REICHEL)  
*Globotruncana linneiana* (D'ORBIGNY)  
*Globotruncana coronata* BOLLI

Dazu kommen

*Lenticulina* sp.  
*Globigerina* sp.  
Radiolaria.

Die Probe (1966/XXIII/84) enthält

*Ammodiscus* sp.  
*Tritaxia* sp.  
*Lenticulina* sp.  
*Planulina* sp.  
*Epistomina* sp.  
*Rotalipora appenninica* (RENZ)  
*Rotalipora brotzeni* SIGAL  
*Rotalipora reicheli* MORNOD  
*Praeglobotruncana stephani turbinata* (REICHEL)  
*Globotruncana linneiana* (D'ORBIGNY)

Die Probe (1966/XXIII/85) enthält

*Ammodiscus* sp.  
*Lenticulina* sp.  
*Cibicides* sp.  
*Globotruncana linneiana* (D'ORBIGNY)  
Radiolaria.

Ganz allgemein wird angenommen, daß das Turon gegenüber dem Cenoman durch das erstmalige Auftreten von zweikeiligen Globotruncanen des *linneiana*-Typ ausgezeichnet ist. Als lithologischen Hinweis für den Grenzbereich Cenoman-Turon bezeichnete ZEIL cm-mächtige rote Pelite mit armer Sandschaler-Fauna, die in manchen Profilen der nördlichen Kalkalpen auftreten. Die früh-turone Mergel-Sedimentation ist nun auch im Wendelstein-Gebiet nachgewiesen.

Die südlich und nördlich anschließenden Mergel enthalten keine spezifischen Turon-Globotruncanen, sondern durchwegs und in reichem Maß Foraminiferen, die ihre Hauptverbreitung im oberen Cenoman besitzen, aber auch im Unter-Turon auftreten können. Die Proben (1966/XXIII/86-92) enthielten neben der bereits aus anderen Proben angeführten Begleitfauna

*Rotalipora appenninica* (RENZ)  
*Rotalipora cushmani* (MORROW)  
*Rotalipora reicheli* MORNOD  
*Rotalipora turonica thomei* HAGN & ZEIL  
*Globotruncana belvetica* BOLLI  
*Praeglobotruncana stephani* (GANDOLFI)  
*Praeglobotruncana stephani turbinata* (REICHEL)



Die Angaben über die Verbreitung der Foraminiferen stammen aus BOLLI (1944), HAGN & ZEIL (1954), KLAUS (1959), BORSETTI (1962), LEHMANN (1962), TAKAYANAGY (1965).

### Ökologische Folgerungen:

Aus Bio- und Lithofazies lassen sich Angaben über die Lebensbedingungen machen, die im Raum der Mergel-Sedimentation herrschten. Rezente Orbitolinen sind nach DOUGLASS (1960, S. 250) in tropischen und subtropischen Meeren mit Wassertemperaturen von 15—35° C beheimatet. In der mediterranen Provinz kommen sie hauptsächlich in der Fazies der Rudistenkalke oder in Sandsteinen vor. Sie können sich aber auch an mergelig-schlammige Bereiche anpassen. So treten sie in den Mergellagen der Urgon-Kalkfazies sehr häufig auf. In den cenomanen Mergeln von Hölzelsau im Inntal bei Kufstein kommen sie in Massen zusammen mit Einzelkorallen, Rudisten und Gastropoden vor (RAHMAN 1967), in Alb-Mergeln des Chiemgau (KRUSE 1964) in ähnlicher Lebensgemeinschaft. In unserem Fall erscheinen sie zusammen mit Lamellibranchiaten oder sie bilden reine Orbitolinen-Horizonte. Das fast völlige Fehlen von Anthozoen (bes. Einzelkorallen) und Gastropoden sowie das stellenweise reichliche Auftreten von zartschaligen Lamellibranchiaten deuten darauf hin, daß die mergeligen Sedimente nicht im litoralen Gezeiten-Bereich abgelagert wurden, sondern in tieferen, schlammreichen Regionen von etwa 50 m und mehr. Das Fehlen von sessilen Foraminiferen und das meist häufige Vorkommen von planktonischen Globotruncanen und Rotaliporen, die im litoralen Faziesbereich selten werden oder fehlen, deuten ebenfalls den sublitoralen Charakter an. An größeren Lebewesen konnten hier nur noch die Lamellibranchiaten Fuß fassen und beim Nachlassen der Sedimentation auch reichlich Orbitolinen und Serpeln. Diese Vorstellungen werden durch die undeutliche Schichtung der Mergel und das Fehlen von konglomeratischen Lagen, die in Küstenregionen häufig sind, unterstützt. Desgleichen fehlen zerbrochene Schalen und Schill-Lagen, alles Hinweise auf ruhige, vom Wellenschlag und stärkeren Strömungen freie Räume. Nur gelegentlich erfolgte Einschwemmung von feinem kalksammitischen Material, wie vereinzelt eingeschaltete Kalkpsammit-Bänke zeigen.

### 5. Südliche Grobklastika

Südlich der Mergel-Zone schließen sich gröbere Klastika an: Feinbrekzien, Grobbrekzien und Dolomit-Konglomerate, untergeordnet Hornstein-Brekzien und Kalkarenite. Die Farben sind gegenüber den bräunlichen nördlichen Basisbrekzien hier überwiegend blaugrau.

Etwas 10 m mächtige Grobbrekzien nach Art von Transgressions-Bildungen liegen im oberen Teil des Beiwand-Holzes (1050 m) mit einer Störung über Hauptdolomit. Die bis zu 30 cm großen Brocken (zum Teil leicht gerundet) bestehen aus Dolomit, hellen Rät- und jurassischen Kieselkalken. Daneben kommen graubraune Hornstein-Gerölle vor.

Besonders bezeichnend und verbreitet sind blaugraue, gelbbraun verwitternde Feinbrekzien, deren eckige bis mehr oder weniger abgerundete, rein kalkalpine Komponenten 0,5—3 mm groß sind. Auffallend sind viele dunkle Kieselkalk-Komponenten. Nördlich der Klammalm-Mulde (Rät und Jura) sind reichlich rote Adnether-Kalksplitter enthalten. Stets finden sich Schnitte durch kleine Orbitolinen.

Nördlich der Beiwand ist zwischen zwei Rät-Rippen tektonisch eine 10—20 m mächtige Folge von blaugrauen Psammiten, Feinbrekzien und Mergeln eingeklemmt. Die Mergel enthalten auffallend viel detritischen Quarz und eine relativ reiche Ammodiscen- und Radiolarien-Fauna, sonst nur sehr selten Lenticulinen und glattschalige Ostracoden. Aus den Psammiten waren einige Exemplare von *Exogyra conica* (SOWERBY) zu gewinnen, welche ihre typische Verbreitung vom Apt bis zum Cenoman hat.

Nach freundlicher Mitteilung von Herrn Prof. Dr. H. HAGN wird die Existenz von Orbitolinen mit dem Cenoman nach oben hin abgeschlossen. Somit weist das stetige Auftreten von Orbitolinen und das Vorkommen von *Exogyra conica* in den südlichen Klastika gegenüber der turonen Einstufung OSSWALDS durchaus auf Cenoman. Der petrographische Bestand deutet auf eine Transgression über die umliegenden Rahmengesteine Hauptdolomit, Rät und Jura.

## 6. Verbandsverhältnisse mit den Rahmengesteinen

### Der Transgressionsverband

Nördlich der Weiderer Alm, etwa 450 m westlich der Regauer Häuser (0645/834, 810 m), bildet dünn gebankter und feinschichtiger hellbrauner Hauptdolomit als Sattel die Transgressionsbasis. Die aufgeschlossenen Teile des südlichen Schenkels fallen ziemlich steil nach Süden ein (70—80/70 S), die des nördlichen zeigen die Werte 25—55/30—55 E. Die Transgressionsfläche wurde aufgerichtet und liegt 60—80/45 S.

Eine weitere Transgressionsfläche (200 m westlich der letzteren) liegt 100/50 S auf brekziösem Hauptdolomit.

### Tektonische Verbandsverhältnisse

Im einzelnen ist der ursprüngliche Transgressionsverband meist gestört. Im Norden sind dann die Kreidegesteine mit Hauptdolomit, Plattenkalk und Rät verschuppt oder diesen Gesteinen aufgeschoben. Wenn örtlich die Grobklastika ganz ausgequetscht sind, grenzen cenomane Mergel an Hauptdolomit.

Im Gebiet des Mühlberg-Grabens ist Hauptdolomit den südlichen Grobklastika steil aufgeschoben (70—80 S). Nördlich des Bichler-Sees und des Wildbarrens (östlich des Bichler-Sees) ist die Aufschiebung flach. OSSWALD hat diese als „Wildbarren-Überschiebung“ beschrieben und illustriert (in KRAUS & EBERS, 1965). Im Süden ist die Klammalm-Mulde (Rät, Jura) dem Kreidestreifen aufgeschoben.

ben, an der Beiwand mit 90/20 S — 120/50 S einfallender Grenzfläche. Die Cenoman-Psammite wurden beim Aufschub zerschiefert.

Nördlich der Beiwand sind Hauptdolomit, Rät, tiefer Jura (Adnether und Kieselkalke) und Cenoman schollenartig mit Nordvergenz verschuppt. Dies haben auch OSSWALD (1928) und HERBST (1938) erkannt. Die Kleinheit der Schollen (oft um wenige hundert qm), ihre Verteilung und das gleichsinnige Schichtfallen läßt die Vermutung ZEILS (1955), sie seien durch Erosion freigelegte Teile des Untergrundes, ausscheiden. Malm- oder sichere Dogger-Schuppen sind, im Gegensatz zu HERBST, nicht gefunden worden (vergl. Kap. II, 1). An der Tatzelwurm-Straße und in besonderem Ausmaß im Einbach-Bereich sind Cenoman-Gesteine, Hauptdolomit und Plattenkalk, zum Teil in verwirrendem Wechsel, miteinander verschuppt. Die einzelnen Schichtpakete können teilweise durch Schichtfugengleitung wie Spielkarten durchmischt sein, wodurch die enorme, mehr oder weniger schichtparallele Beanspruchung in diesen Schuppenzonen angezeigt wird. OSSWALD hat sich diesem eigenartigen Gefüge in einer speziellen, leider nicht veröffentlichten Studie, eingehend gewidmet (Mskr. 1960) und die Schuppenbildung treffend „Lamellierung“ genannt.

### III. Überblick

#### 1. Lithologie und Altersstellung

Eine lithologische Gliederung der Cenoman/Turon-Gesteine ist in groben Zügen möglich (Profilaufnahmen in WOLFF, 1967, Mskr.). Allgemein ist die Tendenz der Verfeinerung der klastischen Komponenten von den Transgressions-Psephiten über Konglomerate und Feinbrekzien zu den Psammiten und Mergeln. Aber auch in den psammitischen Zonen schalten sich dann und wann Linsen größerer Klastika ein, die auf episodische Schuttströme zurückzuführen sind. In einigen Fällen war jedoch nicht zu entscheiden, ob die Einschaltungen stratigraphischer oder tektonischer Natur sind. Die Abhängigkeit vom unmittelbaren Untergrund und von der Umgebung zeichnet sich aus dem petrographischen Bestand der größeren Klastika besonders gut ab.

Die südlichen Grobklastika müssen aus faunistischen und lithologischen Gründen wie die nördlichen als Basis-Klastika gedeutet werden. Umgelagerte cenomane Schlickgerölle sind keine Anhaltspunkte für die bisherige turone Einstufung, aus welcher Überschiebungen abgeleitet wurden. Die umgelagerten Komponenten sind lediglich ein Hinweis auf Seichtwasser-Sedimentation, besonders im Verein mit FossilSchutt-Gesteinen, Geröllpsammiten und Konglomeraten.

Ob die Basis-Klastika Oberalb mitvertreten, wie es OSSWALD vermutete, ist unwahrscheinlich, da nach ZEIL (1955) das Meer erst im Lauf des Cenomans in die Kalkalpine Innenzone eindrang. Spezialuntersuchungen an Orbitolinen könnten diese Frage genauer festlegen.

Die Mergel vertreten aufgrund der Fauna Cenoman bis Unter-Turon. Die neu gefundenen Turon-Mergel unterscheiden sich lithologisch von den cenomanen.

## 2. Paläogeographie und Tektonik

Das Cenoman-Meer transgredierte in der nördlichen Riesenkopf- und der südlichen Fahrenberg-Mulde über Dogger und Malm, im dazwischen liegenden Regauer Gebiet über Hauptdolomit und Plattenkalk, Rät und tiefen Jura. Ein im Norden gelegenes Festland (ZEIL 1955) lieferte kristalline Gerölle bis in das Sedimentations-Gebiet der Riesenkopf-Mulde.

Im Regauer Bereich war zu Beginn der Transgression eine felsige, zerrissene Steilküste, wahrscheinlich mit Hebungstendenz. Dem anbrandenden Cenoman-Meer wurde lange Zeit heftiger Widerstand geboten, wie die mächtigen Basis-Brekzien zeigen. Nach der Aufarbeitung der Steilküste vertiefte sich das Meer rasch; die grobklastischen Sedimente treten gegenüber Psammiten und mergeligen Gesteinen immer mehr zurück. Schließlich wurden bis zu 150 m mächtige, überwiegend grüngraue Mergel und vereinzelt Kalkpsammiten in einem ruhigen Meeresteil mit einseitigen bionomischen Bedingungen außerhalb der Litoralzone abgelagert.

Wie die Neuaufnahme ergab, befinden sich zwischen Riesenkopfmulde, Regauer Gebiet und Fahrenberg-Mulde keine Störungen größeren Ausmaßes, so daß man von benachbarten Sedimentationsräumen sprechen kann. Somit ist aus den verschiedenen Gesteinen der Transgressionsunterlage auf präcenomane weitspannige Verbiegungen, Hebungen und Senkungen zu schließen, aus denen heute wesentliche tektonische Strukturen (Synklinorium, Großer Muldenzug) hervorgingen. Die tektonische Analyse der Transgressionsunterlage im Bereich der aufgeschlossenen Transgressionsflächen weist zudem auf eine jedenfalls örtlich auftretende relativ enge präcenomane Faltung.

Auf Grund des Fehlens von Malm- und sicheren Doggerschuppen innerhalb des Kreidestreifens ist die Konstruktion eines großen präcenomanen Grabens (HERBST) mit West-Ost streichenden Brüchen nicht erforderlich (vgl. Kap. II, 1). Klufittektonische Beobachtungen sprechen ebenfalls gegen diese von KRAUS (1951, S. 394; 1965, S. 41) übernommene Vorstellung. Ein derartiger Graben wäre auch nicht mit der tektonischen Deutung der Kluftsysteme in den bayerischen Alpen (SCHMIDT-THOMÉ 1953) vereinbar.

Der Fossilgehalt, die lithologische Zusammensetzung der Grobklastika, die Transgressionsflächen, die Lage der Turon-Mergel und tektonische Beobachtungen weisen den Kreidestreifen in den Grundzügen als nach Nord überkippte Mulde aus. Ihre Achsenfläche fällt mittelsteil nach Süden ein. Die Fenstertheorie OSSWALD's und damit eine Überschiebung weiteren Ausmaßes durch die „Schuppe IV“ können nicht aufrecht erhalten werden. Die Anlage der Kreide-Mulde, der Schuppen- und Lamellenzonen sowie die Hebung und Aufschiebung der Klammalm-Mulde (Rät und Jura) auf die Kreide sind gemäß der Existenz von unterturonen Mergeln im Innern der Kreide-Mulde und dem Fehlen von jüngeren Ablagerungen als unterturonisch bis post-unterturonisch datierbar.

Von STILLE wurden die Bewegungen in der höheren Unterkreide als „Stammfaltung“ der Alpen bezeichnet („Austrische Phase“). Im östlichen Wendelstein-Gebiet sind jedoch keine präcenomanen Strukturen ausgebildet, für die diese Be-

zeichnung zutreffen würde. Zu demselben Ergebnis kam ZACHER (1965) für die Tannheimer Berge (westliches Nordtirol).

Noch viel weniger wurden entsprechende Beobachtungen am Nordsaum der Kalkalpen gemacht, wie die von ZACHER, 1965 (Tannheimer Tal) und FAHLBUSCH, 1964 (Kampenwand-Vorland) bekanntgemachten konkordanten, von der tiefen Unterkreide bis in das Cenoman reichenden Profile zeigen.

Bedeutende tektonische Umgestaltungen, so intensive Faltungen und Verschüppungen, sind erst für die Zeit nach der Ablagerung der Sedimente der tiefen Oberkreide festzustellen. Die besprochenen südlichen Grobklastika können jedoch nicht mehr als Anhaltspunkte für unter- bis mittelturone Wanderungen von Decken und Schuppen (OSSWALD 1928, HABER 1934) dienen, an deren Stirn Schuttmassen in Meeresstreifen eingeschüttet wurden.

### Schriftenverzeichnis

- BOLLI, H., 1944: Zur Stratigraphie der oberen Kreide in den höheren helvetischen Decken. — *Eclog. geol. Helvet.* 37, 217—331, 1 Taf., 6 Fig., Basel
- BORSETTI, A. M., 1960—62: Foraminiferi planctonici di una serie cretacea dei dintorni di Piobricco (Prov. di Pesaro). — *Giornale di Geologia (Ann. Mus. Geol. Bologna)* (2) 29, 19—75, 7 Taf., 2 Tab., 245 Abb., Bologna
- BRUGGEY, J., 1966: Geologisch-paläontologische Untersuchungen im Wendelstein-Gebiet: Gebiet südlich der Wendelsteinmulde, westlicher Teil. — *Dipl. Arb. Mskr., Univ. München*
- CUSTODIS, A. & P. SCHMIDT-THOMÉ, 1939: Geologie der bayerischen Berge zwischen Hindelang und Pfronten im Allgäu. — *N. Jb. Min. etc., Beil. Bd. 80, Abt. B*, 307—463, Stuttgart
- DOUGLASS, R. C., 1960: Revision of the Family Orbitolinidae. — *micropaleontology*, 6, 3, 249—270, Taf. 1—6, 3 Abb., 1 Tab., New York
- FAHLBUSCH, V., 1964: Die höhere Unterkreide des Kampenwand-Vorlandes (Chiemgauer Alpen). — *Mitt. Bayer. Staatssaml. Paläont. hist. Geol.* 4, 107—125, München
- FRAAS, E., 1890: Das Wendelstein-Gebiet. — *Geogn. Jh.* 3, 65—99, 1 geol. K., Kassel
- GANS, O., 1951: Sedimentation und Tektonik in den Kalkalpen zwischen Schliersee und dem Inntal. — *Z. deutsch. Geol. Ges.* 102, 203—211, Hannover
- GÜMBEL, C. W., 1861: Geognostische Beschreibung des bayerischen Alpengebirges und seines Vorlandes. — 1—950, 42 Taf., Gotha (Perthes)
- HABER, G., 1934: Bau und Entstehung der bayerischen Alpen. — *„Deutsche Landeskunde“* 3, 1—206, 16 Abb., München
- HAGN, H. & W. ZELL, 1954: Globotruncanen aus dem Ober-Cenoman und Unter-Turon der Bayerischen Alpen. — *Eclog. geol. Helvet.* 47, 1—60, 3 Fig., 1 Tab., 7 Taf., Basel
- HASEMANN, W., 1929: Geologie des Brunnstein- und Traithengebietes in den oberbayerischen Alpen. — 45 S., 1 geol. K., München
- HERBST, H. G., 1938: Das Alter der tektonischen Bewegungen in den bayer. Alpen. — *Abh. Preuss. Geol. L.-A., N. F.* 187, 4—61, Berlin
- KLAUS, J., 1960: Le „Complex schisteux intermédiaire“ dans le Synclinal de la gruzère (Préalpes médianes), Stratigraphie et Micropaléontologie, avec l'étude spéciale des Globotruncanides de l'Albien, du Cénomani et du Turonien. — *Eclog. geol. Helvet.* 52, 753—851, 9 Abh., 2 Tab., 8 Taf., Basel
- KOCKEL, C. W., RICHTER, M. & H. G. STEINMANN, 1931: Geologie der bayerischen Berge zwischen Lech und Loisach. — *Wiss. Veröff. DÖAV* 10, Innsbruck

- KRAUS, E., 1951: Die Baugeschichte der Alpen I. — 520 S., 138 Abb., 16 Taf., Berlin
- KRAUS, E. & E. EBERS, 1965: Die Landschaft um Rosenheim. In „Quellen und Darstellungen zur Geschichte der Stadt und des Landkreises Rosenheim“ 4, 1—245, 50 Abb., 12 Prof., 2 Taf., 2 Tab., 1 geol. K., Rosenheim
- KRUSE, G., 1964: Über eine Alb-Fauna aus dem Tennbodenbach bei Niedernfels zwischen Kampenwand und Achental (Chiemgauer Alpen). — Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol. 4, 1—175, München
- LEHMANN, R., 1962: Étude des Globotruncanides du Crétacé supérieur de la Province de Tartago (Maroc occidental). — Notes serv. geol. Maroc. 156, 133—180, 1 Fig., 12 Taf., Rabat
- MÜLLER, Wo., 1966: Geologisch-paläontologische Untersuchungen im Wendelstein-Gebiet: Wendelstein—Niederaudorfer Waldalpe. — Dipl. Arb. Mskr., Univ. München
- OSSWALD, K., 1928: Die Wendelsteingruppe. Abriss der stratigraphischen, tektonischen und morphologischen Geschichte. — Mitt. Geogr. Ges. 21, 183—304, 1 geol. K. 1:25 000, Profiltaf. 1:25 000, München
- OSSWALD, K., 1960: Der Einbachhang und die Wildbarren-Mittelkreide. — Unveröff. Mskr., Übersichtsk. 1:12 500, 7 geol. K. 1:1 000, Profiltaf., München
- RAHMAN, A., 1967: Die Gastropoden der Oberkreide (Ober-Cenoman) von Hölzelsau bei Niederndorf in Tirol. — Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol. 7, 23—135, Taf. 3—7, 15 Abb., München
- RICHTER, M., 1937: Die deutschen Alpen und ihre Entstehung. — Deutscher Boden 5, 1—179, 56 Abb., Berlin
- SCHMIDT-THOMÉ, P., 1953: Klufftektonische Beobachtungen in den Bayerischen Alpen. — Geologica Bavarica 17, Bayer. geolog. Landesamt, München
- TAKAYANAGY, Y., 1965: Upper Cretaceous Planctonic Foraminifera from the Putah Creek Subsurface Section along the Jolo-Solano County Line, Californien. — Sci. Rep. Tohoku Univ., 2 Ser. (Geol.) 36, 161—237, Sendai
- WOLFF, H., 1967: Geologisch-paläontologische Untersuchungen im Wendelsteingebiet: Arzmoos — Bichlersee. — Dipl. Arb. Mskr., 1—87, 1 geol. K., Univ. München
- WOLFF, H., 1968 b: Neue Ergebnisse der geologisch-paläontologischen Untersuchungen im „Hochbajuvaricum“ des östlichen Wendelstein-Gebietes (Bayerische Alpen). — Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol. 8, 393—413, 3 Abb., München
- ZACHER, W., 1966: Die kalkalpinen Kreideablagerungen in der Umgebung des Tannheimer Tales (Nordtirol). Mit einem mikropaläontologischen Beitrag von F. BETTENSTÄEDT. — Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol. 6, 213—227, München
- ZEIL, W., 1955: Die Kreide-Transgression in den bayerischen Kalkalpen zwischen Iller und Traun. — N. Jb. Geol. Paläont., Abh., 101, 141—226, Stuttgart
- ZEIL, W., 1962: Zur Frage der Faltungszeiten in den deutschen Alpen. — Z. deutsch. geol. Ges., 113, 359—366, Hannover